

0-789720

На правах рукописи



Грязин Виктор Иванович

**ВЕРТИКАЛЬНЫЙ ПЕРЕНОС СТРАТОСФЕРНЫХ АЭРОЗОЛЕЙ
В ПОЛЕ ВЕТРА**

Специальность 01.04.14 – Теплофизика и теоретическая теплотехника

АВТОРЕФЕРАТ
диссертации на соискание ученой степени
кандидата физико-математических наук

Екатеринбург – 2011

Работа выполнена на кафедре общей и молекулярной физики и в отделе теплофизики и поверхностных явлений НИИ физики и прикладной математики ГОУ ВПО «Уральский государственный университет им. А.М. Горького».

Научный руководитель: кандидат физико-математических наук,
доцент Береснев Сергей Анатольевич

Официальные оппоненты: доктор физико-математических наук,
профессор Зубарев Андрей Юрьевич

кандидат физико-математических наук,
старший научный сотрудник
Поддубный Василий Алексеевич

Ведущая организация: Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева
СО РАН, г. Томск

Защита состоится 13 октября 2011 г. в 15.00 на заседании диссертационного совета Д 212.286.01 по защите докторских и кандидатских диссертаций при ГОУ ВПО «Уральский государственный университет им. А.М. Горького» (УрГУ) по адресу: 620000, г. Екатеринбург, пр. Ленина 51, комн. 248. 12.05.2011 г. УрГУ реорганизован в форме присоединения к ФГАОУ ВПО «Уральский федеральный университет имени первого Президента России Б.Н. Ельцина».

С диссертацией можно ознакомиться в научной библиотеке ФГАОУ ВПО «Уральский федеральный университет имени первого Президента России Б.Н. Ельцина».

Автореферат разослан

«12» сентября 2011 г.

Ученый секретарь
диссертационного совета Д 212.286.01,
доктор физико-математических наук,
старший научный сотрудник



НАУЧНАЯ БИБЛИОТЕКА КГУ



0000687423

Н.В. Кудреватых

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАБОТЫ

Актуальность исследований. К настоящему времени достоверно установлена ключевая роль атмосферного аэрозоля в климатообразующих процессах [1], которая проявляется не только эпизодически при крупных вулканических извержениях, но и в регулярно возрастающей антропогенной нагрузке за счет процессов горения органического топлива и биомассы. Установлено, что помимо рассеивающего излучение сульфатного аэрозоля важнейший вклад в радиационные процессы вносит поглощающий сажевый аэрозоль, причем контроль поступления частиц сажи в атмосферу, по-видимому, не менее необходим, чем контроль эмиссии известных парниковых газов [2-3]. Как пример, можно привести факты возрастающего загрязнения арктического региона антропогенным (в том числе – сажевым) аэрозолем при активном включении межширотного переноса в средней атмосфере [4].

Эффекты упорядоченного движения аэрозольных частиц наиболее отчетливо должны проявляться в стратосфере, где циркуляция воздушных масс существенно отличается от тропосферной, а возрастание температуры с высотой делает стратосферу термически и механически устойчивой. По-видимому, в таких условиях должны отчетливее проявляться индивидуальные транспортные свойства частиц, которые в тропосфере частично или полностью подавляются развитой конвекцией и турбулентным переносом.

Изучение транспортных характеристик стратосферного аэрозоля (сил, действующих на частицы, скоростей их движения, времен пребывания аэрозольных частиц в атмосфере) актуально по целому ряду причин: выяснение механизмов относительной устойчивости стратосферных аэрозольных образований различного происхождения, изучение динамики релаксационных поствулканических процессов, исследование роли аэрозоля в стратосферно-тропосферном обмене и формировании энергетического баланса планеты, для которого сейчас представляются значимыми и стратосферные процессы. Не менее актуально изучение быстропотекающего загрязнения стратосферы сажевым аэрозолем, проникающим из тропосферы (авиатранспорт) и с поверхности Земли (горение топлива и биомассы) на большие высоты и интенсивно поглощающим как коротковолновое, так и длинноволновое атмосферное излучение. В частности, получили подтверждение данные [5] о проникновении частиц сажи от авиатранспорта на высоты выше 20 км, причем массовая концентрация сажи оказалась значительно больше ранее измеренной [6]. Детали физических механизмов миграции частиц сажи значительно выше коридоров полетов авиатранспорта и природы их накопления на высотах нижней и средней стратосферы остаются до конца не выясненными.

В последние годы большой интерес вызывают возможности геоинженерных методов стабилизации климата, предполагающих введение в стратосферу достаточного количества мелкодисперсных сульфатных аэрозолей для регулирования радиационного бюджета атмосферы [7]. Метод основан на способности таких частиц рассеивать и отражать приходящее солнечное излучение, практически не задерживая уходящую длинноволновую радиацию. Несомненно, что на характеристики устойчивости такого рода «аэрозольного щита» должны оказывать влияние высотные вариации поля стратосферного ветра (в особенности – его вертикальной составляющей), которые могут усиливать или ослаблять процессы оседания частиц.

Цель работы – выявление основных закономерностей и анализ характеристик вертикального переноса аэрозольных частиц в поле статистически усредненного ветра в средней атмосфере.

Основные задачи.

1. Разработка физико-математической модели вертикального переноса аэрозольных частиц в поле усредненного ветра в средней атмосфере.
2. Анализ климатологических (сезонно-широтных) зависимостей вертикальной компоненты стратосферного ветра по данным модели общей циркуляции атмосферы UKMO на синоптическом и глобальном временных масштабах.
3. Решение задачи о вертикальном движении аэрозольных частиц в поле ветра (расчет и анализ скоростей движения, времен оседания и подъема, изменения концентрации частиц на различных высотах в стратосфере).
4. Оценка эффективности вертикального ветрового переноса частиц в стратосфере, сопоставление с известными теоретическими и наблюдательными данными.

Методы исследования. Поставленные задачи носят комплексный, междисциплинарный характер и подразумевают климатологический анализ поля ветра в стратосфере; газокинетический расчет скоростей движения частиц; модельные расчеты характеристик временного и пространственного распределения частиц, основанные на обобщенных данных о полях температуры, давления и скорости ветра на различных высотах в атмосфере.

Достоверность и обоснованность результатов и выводов диссертационной работы обеспечиваются адекватностью разработанной физико-математической модели и ее составных частей; сопоставлением полученных результатов с теоретическими предсказаниями других авторов; сравнением рассчитанных характеристик с известными наблюдательными данными.

Новые научные результаты, выносимые на защиту:

1. Результаты климатологического (сезонно-широтного) анализа поля вертикальной компоненты ветра в средней атмосфере на основе разработанной методики извлечения требуемой информации из базы данных модели общей циркуляции атмосферы UKMO.
2. Результаты решения задачи о вертикальном движении аэрозольных частиц в поле статистически усредненного ветра для произвольного географического района (расчет и анализ скоростей движения, времен оседания и подъема, изменения концентрации частиц на различных высотах в стратосфере).
3. Результаты сопоставления эффективности действия турбулентной диффузии и гравитационного оседания частиц с транспортными возможностями статистически усредненного вертикального ветра на высотах стратосферы.
4. Результаты сопоставления характеристик вертикального переноса сферических и фрактало-подобных частиц, как в стационарной стратосфере, так и в поле статистически усредненного ветра.
5. Результаты оценок высот локализации частиц различного размера и плотности в стратосфере и их сопоставление с наблюдательными данными.

Научная и практическая значимость работы заключается в разработке методики оценок характеристик вертикального переноса атмосферных аэрозолей; полученные результаты развивают и уточняют представления о процессах переноса стратосферного аэрозоля и открывают новые возможности в оценках последствий геоинженерных методов стабилизации климата. Результаты работы могут быть использованы: при разработке новых транспортных аэрозольных моделей для средней атмосферы; в количественных оценках основных характеристик вертикального переноса стратосферных аэрозолей; при разработке современных лекционных курсов по физике атмосферных аэрозолей.

Работа выполнялась в рамках планов научно-исследовательских работ НИИ физики и прикладной математики Уральского государственного университета (тема 2.2.2 ЕЗН); при поддержке грантов РФФИ № 06-01-00669 и 09-01-00649; по программе «Развитие научного потенциала высшей школы (2009-2010 годы)» Минобрнауки РФ; в рамках выполнения госконтрактов №П1151 и №П1571.

Апробация работы. Основные результаты работы докладывались и обсуждались на научных конференциях:

- международные: European Aerosol Conference (Зальцбург, 2007), Advanced Atmospheric Aerosol Symposium (Неаполь, 2008), International Conference Nucleation and Atmospheric Aerosols (Прага, 2009), International Aerosol Conference (Хельсинки, 2010).
- российские: X-XVII Рабочие группы «Аэрозоли Сибири» (Томск, 2003-2010), Международный симпозиум по атмосферной радиации и динамике (Санкт Петербург, 2009).

Публикации. По теме диссертации опубликовано 5 статей в ведущих рецензируемых научных журналах, определенных ВАК и 7 статей в трудах и материалах научных конференций. Список основных публикаций приведен в конце автореферата.

Вклад автора. Обсуждение направления исследований, формулировка задач и обсуждение результатов осуществлялись совместно с научным руководителем С.А. Бересневым; разработка методики извлечения необходимой информации из базы данных УКМО была проведена совместно с К.Г. Грибановым. Лично автором были систематизированы и обобщены известные литературные данные, проведен климатологический анализ поля вертикального ветра, рассчитаны характеристики вертикального переноса стратосферных аэрозолей.

Структура и объем диссертации. Диссертационная работа состоит из введения, четырех глав, заключения, списка цитируемой литературы и приложений. Работа содержит 88 страниц основного текста, 43 рисунка, 3 таблицы, список цитируемой литературы из 127 наименований, 6 приложений.

СОДЕРЖАНИЕ ДИССЕРТАЦИОННОЙ РАБОТЫ

Во введении обсуждается актуальность темы, современное состояние вопроса, сформулированы цель и задачи исследований, представлено основное содержание диссертационной работы.

Первая глава посвящена методам описания процессов переноса атмосферного аэрозоля в средней атмосфере (стратосфере и мезосфере). Обсуждаются особенности тропосферной и стратосферной циркуляции воздушных масс, изложены особенности происхождения, состав и микрофизические свойства стратосферных и мезосферных аэрозолей. Рассматриваются возможные подходы к моделированию процессов переноса аэрозолей в средней атмосфере. Приводятся основные характеристики ассимиляционной модели общей циркуляции атмосферы УКМО и ее стратосферного блока [8].

Циркуляционные процессы в средней атмосфере имеют свои характерные особенности. Например, в полярных зонах действуют сезонные арктический и антарктический циркумополярные вихри циклонической природы зимой и антициклонической – летом. Они представляют собой крупномасштабные циркуляционные потоки холодного воздуха вокруг полюсов и могут служить как источником, так и стоком аэрозольных частиц в стратосфере. Меридиональная

циркуляция стратосферы (так называемая циркуляция Брюера-Добсона) включает в себя две конвективных ячейки в нижней стратосфере, связанных с подъемом воздушных масс в тропиках и оседанием в умеренных и высоких широтах, и одну ячейку в средней стратосфере, обеспечивающую перенос воздуха от тропиков в «зимнюю» полушару. Помимо того, что циркуляция Брюера-Добсона контролирует перенос малых газовых составляющих атмосферы, она должна оказывать существенное влияние и на перенос стратосферного аэрозоля. Кроме сезонных циклов в стратосфере наблюдаются квазидвухлетние осцилляции с периодом около 28 месяцев, связанные с изменением направления восточных и западных зональных ветров на противоположное в интервале высот 20-40 км. Таким образом, средняя атмосфера не является статичным образованием, в ней проявляются разнообразные динамические процессы на различных пространственных и временных масштабах.

Наиболее просто в средней атмосфере измеряется зональная компонента скорости ветра, причем зональный ветер демонстрирует ярко выраженную сезонную зависимость. Измерения меридиональных и вертикальных компонент скорости ветра в средней атмосфере затруднены из-за их малости по сравнению с зональной компонентой, но их можно оценить теоретически путем решения уравнений атмосферной динамики.

Для описания динамики стратосферного аэрозоля можно использовать различные подходы:

- 1) использование «больших» моделей общей циркуляции атмосферы с включением в них специальных блоков, учитывающих динамику и химические превращения аэрозолей. Данный подход исходит из основных принципов моделирования атмосферной динамики, но ограничен для широкого круга пользователей. Кроме того, в данных «больших» моделях не всегда можно детально проанализировать действие интересующего фактора;
- 2) использование методов «обратных» траекторий, которые позволяют проследить пространственное перемещение элементов воздушных масс, содержащих аэрозольные частицы, при изменении характеристик метеополей на интервале до 10-14 суток. Данные методы полезны при анализе динамических характеристик газовых трассеров, но не всегда учитывают инерционные свойства достаточно крупных и массивных аэрозольных частиц;
- 3) использование методов описания движения типичных аэрозольных частиц при знании закона сопротивления газовой среды и привлечении данных стандартных и справочных атмосфер для задания высотных профилей температуры и давления. Данный подход позволяет детально проанализировать процессы вертикального перемещения частиц на интересующих высотах. Конструктивное обобщение данного подхода может заключаться в формулировке расширенной стандартной модели атмосферы, включающей в себя поле ветра, усредненного на необходимых временных масштабах, а также в использовании современных газокинетических результатов для динамики аэрозольных частиц.

В конце главы подробно рассмотрена модель общей циркуляции атмосферы UKMO (United Kingdom Meteorology Office) и ее стратосферного блока, который дает возможность детально проанализировать высотные профили ветра и их широтно-сезонные зависимости. Используемая база данных этой модели (<http://badc.nerc.ac.uk>) содержит стандартный набор метеопараметров (температуры, давления, скоростей зонального, меридионального и вертикального ветра) за определенный временной период (сутки и месяцы).

Во второй главе представлена математическая формулировка модели вертикального переноса аэрозольных частиц. Обсуждаются существующие методы описания динамики аэрозольных частиц, приведено описание «силовых» и диффузионных механизмов вертикального переноса аэрозолей. Рассматриваются особенности движения фрактало-подобных частиц атмосферного аэрозоля. Обосновывается применимость развиваемой модели для описания процессов вертикального переноса аэрозолей на синоптическом и глобальном временных масштабах.

Подход к описанию динамики аэрозолей в приближении одиночной частицы в объеме газа может основываться на уравнении Ланжевена с учетом случайной силы, обусловленной, например, турбулентными пульсациями давления. При переходе к описанию проблемы на уровне функции распределения частиц по размерам можно использовать подход на основе решения кинетического уравнения Фоккера-Планка в шестимерном фазовом пространстве координат и скоростей.

В механике аэрозолей альтернативным и широко используемым является подход на основе обобщенного уравнения динамики аэрозолей (General Dynamics Equation, GDE) [9]. Математическая формулировка модели вертикального переноса аэрозолей может быть основана на использовании уравнения баланса потоков частиц на различных высотах, при этом становится возможным единообразно рассмотреть и учесть как детерминированные, так и диффузионные механизмы переноса частиц. В современной терминологии данный подход сводится к решению краевой задачи для обобщенного уравнения динамики аэрозолей, которое в одномерном случае (все изменения происходят только по высоте z) для монодисперсного аэрозоля имеет вид:

$$\frac{\partial n}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial z} \left[(U_{\text{ng}} + U_w + \sum_i U_{ph}^i) n \right] - \frac{\partial}{\partial z} \left[(D_B + D_T) \frac{\partial n}{\partial z} \right] = \left(\frac{\partial n}{\partial t} \right)_{\text{nuc1}} + \left(\frac{\partial n}{\partial t} \right)_{\text{coag}} - \left(\frac{\partial n}{\partial t} \right)_{\text{cond}} - \left(\frac{\partial n}{\partial t} \right)_{\text{rem}} \quad (1)$$

Здесь $n \equiv n(t, z)$ – числовая концентрация частиц с радиусом R_p на высоте z в момент времени t ; U_{ng} , U_w , U_{ph}^i – скорости гравитационного оседания частицы, вертикальной составляющей ветра, форетических движений частицы; D_B и D_T – коэффициенты броуновской и турбулентной диффузии частиц. В правой части уравнения учтены процессы нуклеации, коагуляции, конденсационного роста и влажного вымывания частиц. Таким образом, решение корректно сформулированной краевой задачи на основе GDE принципиально описывает интересующие нас процессы переноса аэрозолей.

Модель вертикального переноса содержит «силовой» блок (где рассматривается действие различных детерминированных сил, действующих на частицы); «конвективный» блок (в котором учитывается действие атмосферных потоков газа того или иного пространственного масштаба); «диффузионный» блок (учитывающий проявление броуновской и турбулентной диффузии частиц); блок «источников и стоков» (например, учет процессов нуклеации и коагуляции частиц, их конденсационного роста и испарения, вымывания частиц гидрометеорами).

«Силовой» блок модели вертикального переноса описывает процессы движения частиц детерминированного характера. Силы тяжести и сопротивления газообразной среды являются постоянно действующими факторами, и должны учитываться в любой модели вертикального переноса. Характеристики силы

сопротивления для сферических частиц достаточно детально исследованы методами кинетической теории и динамики разреженного газа [10]. Другими, регулярно действующими на частицы, являются *фотофоретические* силы радиометрической природы, порождаемые полем атмосферной радиации [11]. Показано, что их учет может быть принципиально важным в целом ряде случаев. Анализ возможных проявлений *термофоретических*, *диффузиофоретических* и *термоконвективных* сил показал, что для стратосферных условий их действием на частицы атмосферного аэрозоля можно обоснованно пренебречь.

Дифференциальное одномерное уравнение движения аэрозольной частицы массой m_p в эйлеровой системе отсчета, связанной с поверхностью Земли, имеет вид

$$m_p \frac{d\vec{U}_p(z)}{dt} = \vec{F}_{mg}(z) + \vec{F}_d(z) + \vec{F}_w(z) + \vec{F}_{ph}(z), \quad (2)$$

где \vec{U}_p – скорость аэрозольной частицы, \vec{F}_{mg} – сила тяжести, \vec{F}_d – сила сопротивления газовой среды, \vec{F}_w – сила, обусловленная ветровым напором, \vec{F}_{ph} – возможные форетические силы. Вследствие малости времен механической релаксации движение аэрозольных частиц является практически безинерционным, что позволяет воспользоваться квазистационарным приближением: в любой момент времени в тонком атмосферном слое вблизи высоты z частица движется прямолинейно и равномерно со скоростью U_p под действием мгновенных значений сил, учтенных в правой части ур. 2). От слоя к слою значение U_p изменяется, так как в зависимости от высоты изменяются и силы, действующие на частицу. Используя результаты для изотермической силы сопротивления частиц в широком диапазоне чисел Kn [10], возможно рассчитать скорость гравитационного оседания сферической частицы U_{mg} :

$$U_{mg}(z) = \frac{2\pi^{1/2} R_p \rho_p g \left(\frac{2RT(z)}{M} \right)^{1/2}}{(8 + \pi) p(z) \frac{Kn}{Kn + 0,619} \left[1 + \frac{0,310 Kn}{Kn^2 + 1,152 Kn + 0,785} \right]}, \quad (3)$$

где M – молярная масса воздуха, R – универсальная газовая постоянная, ρ_p – плотность частицы, g – ускорение свободного падения. При выводе ур. (3) предполагалась малость чисел Рейнольдса ($Re \ll 1$) и Маха ($M \ll 1$). Эти ограничения являются приемлемыми для описания медленных вертикальных движений стратосферного аэрозоля (за исключением случая высокоскоростного движения метеорных частиц в верхних слоях атмосферы). В расчетах по ур. (3) температура и давление газа на высоте z задаются как параметры при использовании стандартных и справочных моделей атмосферы. Основной расчетной моделью вследствие ее универсального использования была принята *модель стандартной атмосферы США* (US Standard Model).

Частицы атмосферных аэрозолей часто представляют собой сложные агломераты, образуемые множеством мелких первичных частиц. Важным примером такого рода являются частицы сажи. Физико-химические свойства подобных агломератов существенно отличаются от свойств как однородных массивных частиц, так от свойств первичных частиц, образующих агрегат. В последние годы для исследований разнообразных свойств такого рода образований успешно привлекаются представления и методы теории фрактальных систем. Применительно к атмосферным аэрозолям в качестве *фрактало-подобных частиц* (ФПЧ) можно

рассматривать агрегаты, образуемые множеством ($N = 10^2 \div 10^3$) первичных частиц – сферул, обладающих одинаковыми физико-химическими свойствами, размеры которых существенно меньше размеров агрегата, а их расположение внутри агломерата описывается известными статистическими закономерностями. Для их описания используются радиус сферулы R_0 и ее плотность ρ_0 , количество сферул в агломерате N и его фрактальная размерность D_f . В [12] рекомендуются следующие значения параметров структуры для типичных ФПЧ сажи, полученных при горении углеводородных топлив: $R_0 = 0,01 \div 0,05$ мкм, $\rho_0 = 2$ г/см³, $N = 3 \cdot 10^2 \div 10^4$, $D_f = 1,78 \div 1,80$.

Одним из вариантов сопоставления характеристик сферических и ФПЧ является введение соответствующего эквивалентного радиуса для агрегата, зависящего от специфики решаемой задачи. Анализ показывает, что оптимальным выбором является *седиментационный радиус* R_s (радиус сферы, скорости оседания и плотность которой равны, соответственно, скорости оседания и плотности исходной ФПЧ). Тогда, для расчета скорости гравитационного оседания в ур. (3) необходимо перейти от радиуса сферы R_p к эквивалентному седиментационному радиусу R_s для ФПЧ. В частности, для частиц сажи с $D_f = 1,79 \pm 0,1$ в [13] рекомендуется эмпирическое соотношение

$$R_s = \alpha R_0 N^\beta, \quad (4)$$

где $\alpha = 0,99 \pm 0,02$ и $\beta = 0,43 \pm 0,03$. В совокупности такой подход позволяет рассчитать скорость гравитационного оседания ФПЧ заданной структуры и свойств. Для количественного сопоставления скоростей оседания сферических и ФПЧ целесообразно условиться об их одинаковой массе. Таким образом, будут сравниваться сфера из того же вещества с плотностью сферул ρ_0 , имеющая ту же самую массу m_p , что и рассматриваемая ФПЧ. Радиус условной сферической частицы может быть рассчитан из данных по ее массе и плотности. В результате становится возможным единообразно сопоставить скорости оседания реальной ФПЧ и равной ей по массе условной сферы. Заметим, что эффективная плотность ФПЧ с фиксированным значением D_f отнюдь не равна плотности сферулы ρ_0 и существенно уменьшается с увеличением числа первичных частиц в агрегате.

Среди постоянно действующих в средней атмосфере факторов вертикального переноса аэрозолей на глобальных временных масштабах необходимо учитывать *вертикальный ветер*, обусловленный медленными вертикальными перемещениями воздушных масс адвективного характера. Для атмосферных движений характерна квазигоризонтальность, так как скорость горизонтального переноса в 10^2 - 10^3 раз превышает вертикальные скорости. В бароклинной атмосфере (где плотность воздуха зависит как от давления, так и от температуры) геострофический ветер в общем случае имеет вертикальный сдвиг, который связан с горизонтальным градиентом температуры уравнением термического ветра. Известно, что характерные скорости вертикального ветра составляют сантиметры и доли сантиметра в секунду, что лежит за пределами разрешающей способности соответствующих измерительных приборов. Поэтому скорости вертикального ветра не могут быть измерены непосредственно, а должны определяться из метеорологических полей, доступных прямому измерению. В [14] описаны два основных метода такого определения – кинематический (основанный на численном решении уравнения неразрывности) и адиабатический

(основанный на анализе термодинамического уравнения сохранения энергии). Оба этих метода обычно применяются, используя изобарическую систему координат, в которой $\omega = dp/dt$ играет ту же роль, что и $U_w = dz/dt$ в системе координат, связанной с высотой. Скорость вертикального ветра может быть получена из соотношения

$$U_w = - \left(\frac{RT}{Mg_p} \right) \omega. \quad (5)$$

Уникальную возможность количественной оценки скоростей вертикального ветра в стратосфере предоставляет база данных спутника UARS с привлечением модели ОЦА UKMO (ее составного блока Stratospheric Assimilated Data). Это позволяет детально проанализировать высотные профили ветра и их широтно-сезонные зависимости.

«Диффузионный» блок модели вертикального переноса включает в себя процессы, носящие стохастический характер. Известно, что при нормальных атмосферных условиях броуновская диффузия существенна только для субмикронных аэрозолей. Величина коэффициента броуновской диффузии возрастает с высотой, и в стратосфере данный эффект выражен сильнее, чем в тропосфере. Для стратосферы гравитационная седиментация превалирует над броуновской диффузией для частиц размерами выше 10 мкм во всем диапазоне высот 0÷100 км; для частиц с размерами 0,1÷1 мкм броуновская диффузия существенна до высот порядка 20÷60 км; для частиц с размерами 0,01 мкм и меньше броуновская диффузия будет определяющим фактором во всем рассмотренном диапазоне высот. Однако, среднеквадратичные смещения частиц при броуновской диффузии в поле силы тяжести будут невелики. Таким образом, броуновская диффузия не является эффективным механизмом переноса частиц на большие расстояния на стратосферных высотах.

Вторым диффузионным механизмом переноса является *турбулентная диффузия*, при которой пульсации крупномасштабных ячеек воздуха увлекают за собой присутствующие в них аэрозольные частицы. Оценки коэффициента турбулентной диффузии D_T составляют $0,01 \pm 1 \text{ м}^2/\text{с}$, причем D_T монотонно возрастает как функция пространственного и временного масштабов. Так, например, для временных интервалов порядка нескольких часов $D_T \approx 0,01 \div 0,02 \text{ м}^2/\text{с}$; для месяца и более – $0,2 \div 1 \text{ м}^2/\text{с}$. Для процессов с атмосферным аэрозолем $D_b \ll D_T$. Какого-либо универсального, математически простого и общепринятого подхода к описанию характеристик движения частиц в турбулентных потоках на сегодняшний день, по-видимому, не существует. По этой причине, мы ограничимся ниже максимальной оценкой эффектов турбулентной диффузии частиц в стратосфере, не претендуя на их детальный анализ. Полагая, что аэрозольные частицы являются пассивной примесью, движущейся со скоростью турбулентного вихря, можно использовать аппроксимацию высотной зависимости D_T из работы [15], которая удачно обобщает ряд известных из литературы модельных представлений

$$D_T(z) = D_0 \exp(az), \quad (6)$$

где $D_0 = 0,0711 \text{ м}^2/\text{с}$, $a = 0,103 \text{ км}^{-1}$. По мнению автора [15], ур. (6) применимо на всей протяженности стратосферы при незначительной сезонно-широтной изменчивости величины D_T .

По соотношению характерных времен физические процессы, происходящие с аэрозолями в средней атмосфере, можно условно разделить на «быстрые», «промежуточные» и «медленные». К «быстрым» относят процессы образования и

коагуляции аэрозолей; на промежуточных временных масштабах реализуются процессы движения частиц под действием мелко- и среднемасштабной турбулентной диффузии; к «медленным» процессам относят адвективные атмосферные движения, перемещения частиц под действием регулярных механизмов движения (гравитационная седиментация, радиометрический фотофорез, воздействие вертикального ветра).

Известна классификация временных и пространственных масштабов движений воздушных масс в тропосфере [16], самыми большими из которых являются синоптический (1-7 дней, 1000-3000 км) и глобальный (около двух недель, 10000-40000 км). Характерные временные масштабы проявлений стратосферной циркуляции гораздо больше – до нескольких лет при охвате громадных пространственных областей [17]. Таким образом, условия стратосферы оказываются благоприятными для проявления индивидуальных транспортных свойств частиц [18], которые наиболее отчетливо проявляются на достаточно больших временных масштабах.

В рамках развития модели вертикального переноса частиц на основе ур.(1) проанализируем его временное осреднение с нулевой правой частью (считаем, что осредненные источники и стоки монодисперсных частиц с размером R_p взаимно компенсируют друг друга). В стационарном случае рассматриваемая модель сведется к анализу высотных изменений постоянного по величине потока частиц с учетом действия, как детерминированных сил, так и диффузионных процессов. Без учета форетических явлений ур. (1) может быть записано в виде

$$\frac{\partial}{\partial z} [(U_{me} + U_w)n] - \frac{\partial}{\partial z} [(D_B + D_T) \frac{\partial n}{\partial z}] = 0, \quad (7)$$

его интегрирование дает

$$(U_{me} + U_w)n - (D_B + D_T) \frac{\partial n}{\partial z} = c, \quad (8)$$

где c – константа интегрирования, определяемая спецификой задачи. В ур. (8) все входящие в него величины полагаются усредненными за достаточно большой временной интервал. Оно представляет собой обыкновенное дифференциальное уравнение первого порядка, разрешенное относительно производной. На его основе может быть поставлена задача Коши, для решения которой понадобится сформулировать начальные условия, учитывающие специфику рассматриваемой физической проблемы. При численном решении задачи Коши на основе ур. (8) в дальнейшем использовался метод Эйлера.

В третьей главе проводится климатологический анализ вертикальной компоненты стратосферного ветра по данным модели UKMO на синоптическом и глобальном временных масштабах. Анализируются высотные профили вертикального ветра, его широтно-сезонные зависимости, представлена аппроксимация поля вертикального ветра. Проведено сопоставление полученных результатов с известными модельными предсказаниями и наблюдательными данными.

На рис.1 представлены среднемесячные высотные профили вертикального ветра на экваторе за 2005 г., который принимается далее за представительный. Аналогичные данные могут быть получены и для других (в принципе – любых) географических районов за период с сентября 1992 г. по февраль 2006 г. Положительные значения скорости соответствуют восходящему, отрицательные – нисходящему вертикальному ветру. Среднемесячные амплитуды вертикального ветра в тропосфере составляют примерно ± 10 мм/с, в нижней и средней стратосфере ± 5

мм/с, а в верхней стратосфере и мезосфере достигают 50 мм/с. Несомненно, что в усредненных профилях ветра содержится информация об основных причинах, его вызывающих (например, для экватора – механизм глубокой тропической конвекции, для полярных областей – действие циркумполярных вихрей). При зональном усреднении (рис.1б) среднемесячные амплитуды вертикального ветра значительно уменьшаются по сравнению с локальными (рис.1а), и в средней стратосфере составляют ± 1 мм/с.

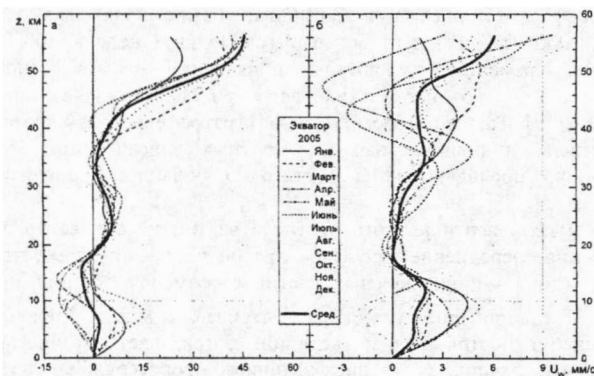


Рис.1. Усредненные за месяц высотные профили скорости вертикального ветра: а – экватор, 0° с.ш., 0° в.д., 2005 г., б – экватор, зональное усреднение, 2005 г.

Временная развертка данных за 2004-2005 гг. представлена на рис.2. Она позволяет отчетливо выявить в тропосфере наличие полугодовых осцилляций, проявляющихся в чередовании областей восходящего и нисходящего вертикального ветра со скоростями от -2 до $+4$ мм/с. Далее, до высот средней стратосферы, подобных осцилляций не наблюдается, а в верхней стратосфере вновь обнаруживается тенденция к периодическому чередованию знака ветра, но с другим временным периодом и амплитудой. По всей видимости, это сложный суммарный сигнал от полугодовых, квази-двухлетних и других долгопериодических осцилляций в структуре поля вертикального ветра.

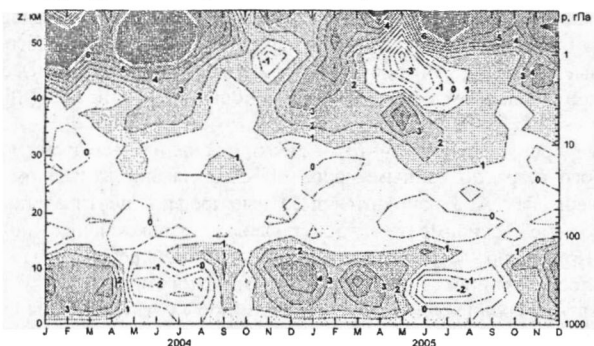


Рис.2. Зонально-усредненные скорости вертикального ветра на различных высотах для экватора за период с января 2004 по декабрь 2005 г.

На рис.3 представлена широтная развертка среднегодовой зонально-усредненной скорости вертикального ветра за 2005 г. Для тропосферы очевидны практически симметричные для полушарий чередования областей восходящего и нисходящего ветра со средними скоростями до ± 2 мм/с. В стратосфере для высот 20-

50 км данная упорядоченность также заметна, однако в северном полушарии в приполярных широтах скорости восходящего ветра (до 6-7 мм/с) гораздо больше соответствующих значений для южного полушария (до 2 мм/с), что, вероятно, связано с известной асимметрией земных полушарий. Кроме того, амплитуда скорости вертикального ветра в различных полушариях может зависеть и от фазы долгопериодических атмосферных колебаний.

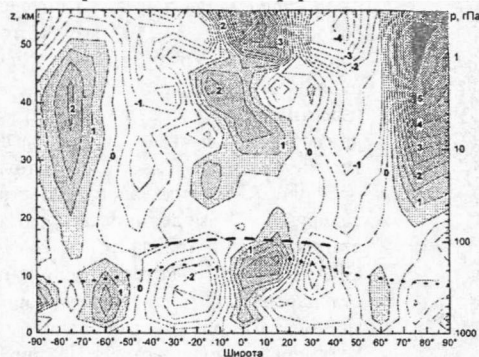


Рис.3. Среднегодовые зонально-усредненные скорости вертикального ветра для 2005 г. Пунктир – стандартные среднегодовые значения высоты полярной тропопавзы, штрихи – тропической тропопавзы.

На рис.4 приведены полярные проекции усредненной за месяц скорости вертикального ветра для зимнего и летнего сезонов 2005 г. для двух характерных уровней давления в тропосфере и стратосфере (высоты порядка 5 и 45 км). Анализ показал, что до высот порядка 15 км (100 гПа) картины ветра для обоих сезонов практически идентичны, при этом в тропосфере проявляются описанные выше области тропического восходящего потока со скоростями до 10 мм/с. На высотах выше 20 км в приполярных районах формируются обширные области с большими значениями восходящего вертикального ветра (до 30-40 мм/с). Ясно проявляются полугодовые осцилляции, заключающиеся в чередовании областей восходящего и нисходящего потоков от зимы к лету. Границы областей с экстремально высокими значениями скоростей вертикального ветра фактически совпадают с сезонным положением арктического и антарктического полярных вихрей.

Предлагается следующая схема аппроксимации высотных профилей вертикального ветра. После извлечения таблицы среднемесячного вертикального ветра по стандартным уровням давления UARS из базы данных UKMO его скорость аппроксимируется полиномом седьмой степени для интервала высот $z = 0-60$ км. В результате, вместо дискретных табличных данных получаем непрерывную функцию среднемесячной или среднегодовой скорости вертикального ветра от аргумента z либо для локального географического района, либо зонально-усредненную. Для приполярных районов отклонение аппроксимирующей функции от табличных значений скорости ветра не превышало 1%, а для экватора – 5% для всего диапазона высот. На таком уровне аппроксимации поля ветра становится возможным корректно оценивать вертикальные скорости перемещения аэрозольных частиц различных размеров и плотностей в стратосфере. Следующий уровень аппроксимации может заключаться в параметризации зонально-усредненного вертикального ветра с помощью класса функций, учитывающих его временную и широтную изменчивость. Данный подход может быть полезным при построении аэрозольных транспортных моделей ввиду формальной независимости используемой параметризации от исходной базы данных.

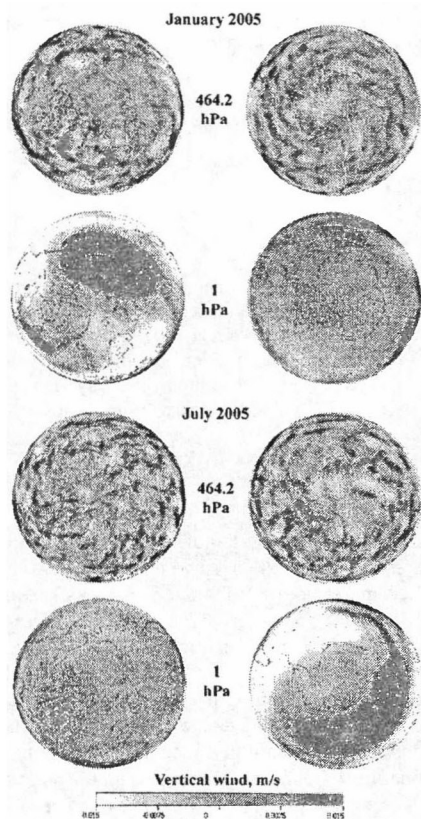


Рис.4. Географическое распределение усредненной за месяц скорости вертикального ветра на двух характерных высотах для января и июля 2005 г.

Представляет интерес сопоставление результатов климатологического анализа для поля вертикального ветра с известными модельными и наблюдательными данными. Интересующие нас высотные профили вертикального ветра содержатся в модели расширенной стандартной атмосферы NASA GRAM-99 [19], в которой наряду со стандартным набором метеопараметров, включено и трехмерное поле ветра. На рис.5 приведены высотные профили вертикального ветра для географической точки с координатами $28,45^\circ$ с.ш. и $80,53^\circ$ з.д., построенные по данным модели GRAM-99 и модели ОЦА UKMO. Данные модели GRAM-99 приведены для 1 января 1999 г., а данные модели UKMO усреднены за январь того же года. Несмотря на то, что в модели GRAM-99 высотный профиль представлен в диапазоне 0-

140 км с шагом 2 км, эти данные не достаточно точные и их погрешность составляет как минимум ± 1 мм/с. Впрочем, наблюдается качественное согласие данных двух моделей. Причем, наиболее важным является совпадение нулей, т.е. высот смены направления вертикального ветра. Различие в трендах можно объяснить разным временным масштабом осреднения.

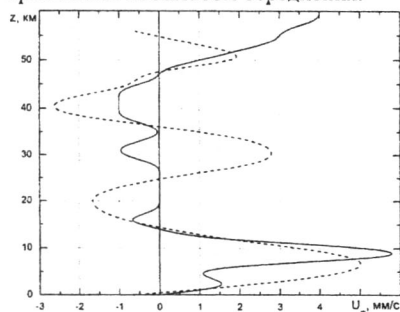


Рис.5. Высотные профили скорости вертикального ветра по данным моделей GRAM-99 (сплошная линия) и UKMO (штриховая).

Данные для поля вертикального ветра на различных высотах за многолетний предшествующий период могут быть получены из базы данных модели NCEP/NCAR [20]. Ниже представлено выборочное сопоставление результатов данной модели и модели ОЦА UKMO. На рис.6 приведены высотные профили усредненной за месяц величины ω , характеризующей скорость вертикального ветра из ур. (5). Сопоставление демонстрирует хорошее согласие результатов, однако полностью идентичных картин поля вертикального ветра не наблюдается. Причиной могут быть различия как в исходных моделях ОЦА, так и в инструментальных методах получения данных.

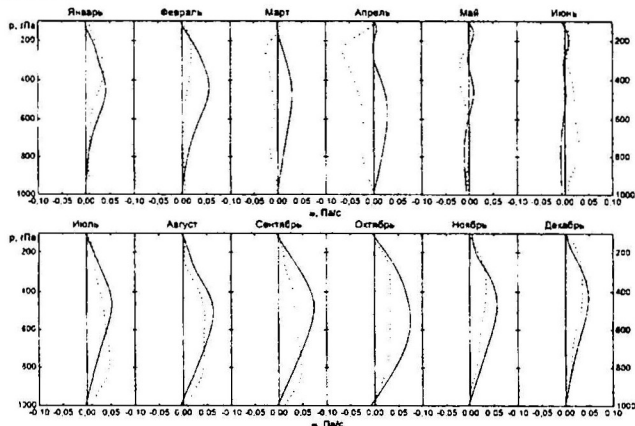


Рис.6. Усредненные за месяц высотные профили ω для экватора, 0° с.ш., 0° в.д., 2002 г. по данным модели ОЦА UKMO (сплошные линии) и NCEP/NCAR (штриховые).

На рис.7 представлено сравнение высотных профилей с усредненными за период 0,5-3 года измерениями вертикального ветра VHF-радарными на трех различных экваториальных станциях на высотах до 18 км [21], где утверждается, что для экваториальной тропосферы характерен нисходящий вертикальный ветер с амплитудой около 10 мм/с на высотах 6-8 км.

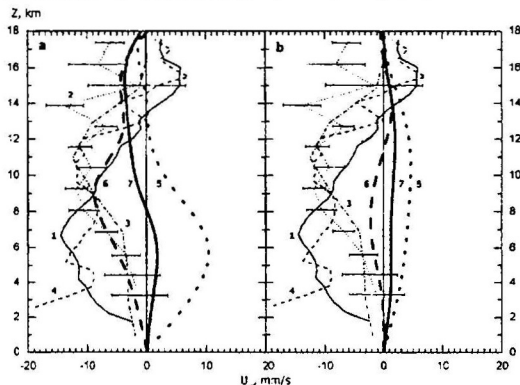


Рис.7. Сопоставление с данными для радарных станций вблизи экватора [21]: 1 – Пиура (март 1991 – декабрь 1993); 2 – Понпеи (декабрь 1984 – июнь 1985); 3 – Понпеи (1971); 4 – остров Рождества (1993); усредненные за месяц данные модели ОЦА UKMO: а – экватор, 0° с.ш., 0° в.д., 2005 г.; б – экватор, зональное усреднение, 2005 г.; 5 – зима, 6 – лето, 7 – усреднение за 2005 г.

Полученные нами результаты в целом не подтверждают такой закономерности: как для локального, так и для зонально-усредненного тропосферного ветра наблюдаются практически симметричные, положительные для зимнего и отрицательные для летнего сезона картины скорости вертикального ветра, причем выше тропопаузы такая симметрия нарушается.

Четвертая глава содержит анализ характеристик движения сферических и фрактало-подобных частиц под действием вертикального ветра. Производится оценка значимости данного явления для вертикального переноса аэрозолей в средней атмосфере. Представлены результаты расчетов модельных профилей относительной концентрации частиц в классических задачах вертикального переноса аэрозолей, а также высот левитации частиц различной плотности и размеров. Проведено сопоставление модельных расчетов с известными наблюдательными данными.

На рис.8 приведены скорости гравитационного оседания ФПЧ и эквивалентных им по массе сферических частиц в стационарной атмосфере при конкретном выборе определяющих параметров. Очевидно заметное различие в скоростях оседания двух типов частиц, причем оно увеличивается с понижением высоты, и в тропосфере скорости различаются 1,5-2 раза. Учитывая рыхлую структуру частиц сажи, процесс гравитационной седиментации для них действительно становится менее эффективным.

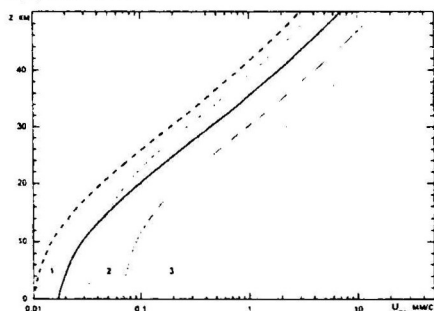


Рис.8. Скорости гравитационной седиментации в стационарной атмосфере сферических (сплошная линия) и фрактало-подобных частиц с $R_0 = 50$ нм, $\rho_0 = 2$ г/см³, $D_f = 1,8$ (пунктирная линия) одинаковой массы: 1 — частицы с массой $m_p = 0,1 \cdot 10^{-12}$ г, 2 — $1 \cdot 10^{-12}$ г, 3 — $10 \cdot 10^{-12}$ г. Обозначения относятся к каждой паре кривых.

Воздействие на частицы помимо силы тяжести вертикального ветра в стратосфере коренным образом меняет характеристики их движения. На рис.9 изображены полные скорости движения частиц с $\rho_p = 1$ г/см³ и $R_p = 1$ мкм под действием силы тяжести и вертикального ветра. В расчетах использовались усредненные за 13 лет данные для вертикального ветра, обсуждаемые выше. Положительные значения скоростей соответствуют подъему частиц против силы тяжести, отрицательные — их оседанию. Видно, что вертикальный ветер, является определяющим фактором при движении частиц до высот порядка 30-40 км. На высотах свыше 40 км определяющим становится гравитационная седиментация, а вертикальный ветер может лишь ускорять или замедлять процесс оседания. Очевидно, что эти результаты существенно изменяют представления об оседании частиц в стационарной атмосфере.

Принципиальное значение имеют оценки времен подъема и оседания частиц с определенной высоты z_0 до возможных предельных высот. Предельными являются высоты, на которых скорость гравитационной седиментации равна противоположно направленной скорости вертикального ветра. С учетом квазистационарности

движения частицы малое вертикальное расстояние между соседними слоями $\Delta z_i = z_{i+1} - z_i$ будет пройдено ею за время $\Delta t_i = \Delta z_i / U_p(z_i)$, где процедура оценки мгновенного значения $U_p(z_i)$ дается в ур. (3).

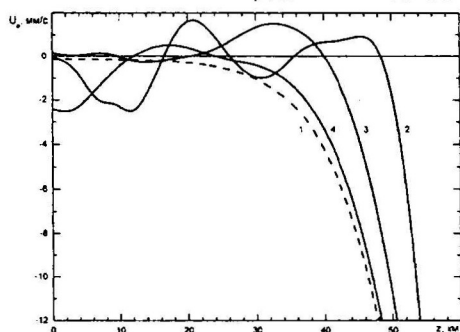


Рис.9. Скорости движения частиц с $\rho_p = 1 \text{ г/см}^3$ и $R_p = 1 \text{ мкм}$. 1 – скорость гравитационной седиментации; полная скорость движения частиц с учетом вертикального ветра: 2 – экватор, 3 – северный полюс, 4 – южный полюс.

На рис.10 представлены времена подъема и оседания частиц с $\rho_p = 1 \text{ г/см}^3$ и $R_p = 1 \text{ мкм}$ под действием вертикального ветра и силы тяжести для экватора, районов северного и южного полюсов. Видно, что времена подъема и оседания частиц при учете вертикального ветра значительно отличаются от соответствующих характеристик с учетом только гравитационной седиментации и составляют от одного года для экватора до 2,5+3 лет для южного и северного полюсов.

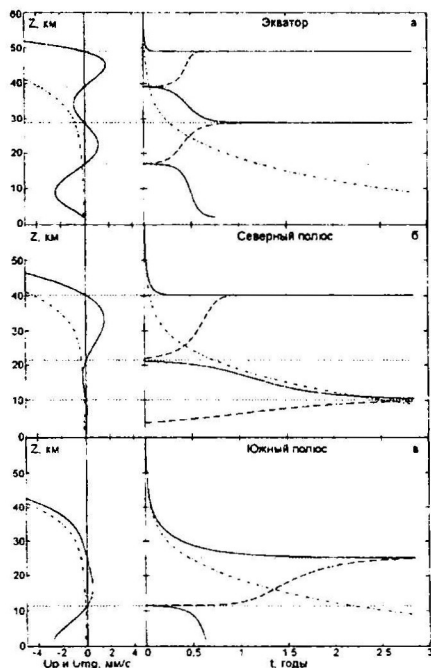


Рис.10. Времена оседания (сплошные линии) и подъема (штриховые линии) частиц с $\rho_p = 1 \text{ г/см}^3$ и $R_p = 1 \text{ мкм}$ с учетом действия вертикального ветра: а – экватор, б – северный полюс, в – южный полюс. Штрихпунктирные линии соответствуют действию только гравитационной седиментации.

Вертикальный ветер потенциально может являться причиной образования динамически устойчивых аэрозольных слоев в средней атмосфере на высотах, соответствующих смене знака скорости вертикального ветра с положительного на отрицательный. Например, из рис.10а видно, что частицы, начавшие свое движение в интервале высот 18-39 км, будут увлекаться вертикальным ветром и сосредотачиваться на высотах порядка 29 км. Действие силы тяжести не сможет вывести частицы из этой зоны; очевидно, возможно утверждать об образовании динамически устойчивого слоя аэрозольных частиц. Такое поведение

аэрозолей будет типичным для всех диапазонов высот с аналогичным характером смены знака скорости вертикального ветра.

Различие в скоростях движения сферических и ФПЧ должно быть выражено еще отчетливее в поле действия вертикального ветра. Используя данные для усредненного вертикального ветра, можно рассчитать сезонно-широтные зависимости для скоростей частиц на различных высотах. На рис.11 представлено сравнение скоростей движения сферических и ФПЧ с учетом действия вертикального ветра усредненного за период с 1993 по 2005 гг. для трех наиболее характерных географических районов для частиц массой $m_p = 10 \cdot 10^{-12}$ г. Видно, что в тропосфере и нижней стратосфере вертикальное движение как ФПЧ, так и сферических частиц полностью определяется интенсивностью ветра – различия в скоростях заметны, но не принципиальны. На высотах свыше 20 км для всех трех районов видны как качественные, так и количественные различия в характеристиках движения. Для ФПЧ начинает преобладать их восходящее движение против силы тяжести, причем для экватора и северного полюса области нисходящего движения вообще не отмечаются. При этом количественные различия в скоростях движения частиц в стратосфере гораздо существеннее, чем в тропосфере.

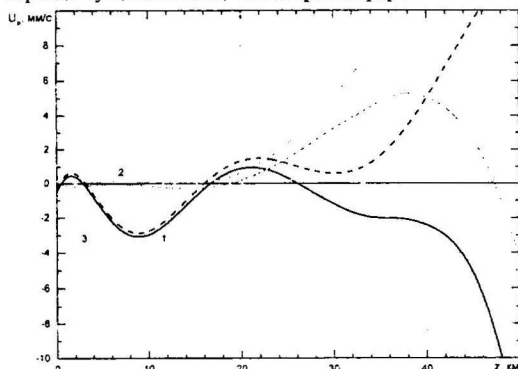


Рис.11. Сравнение скоростей движения сферических (сплошная линия) и ФПЧ с $R_0 = 50$ нм, $\rho_0 = 2$ г/см³, $D_f = 1,8$ (пунктирная линия) одинаковой массы $m_p = 10 \cdot 10^{-12}$ г под действием вертикального ветра и силы тяжести для: 1 – экватора, 2 – северного полюса, 3 – южного полюса.

Как отмечалось выше, усредненный вертикальный ветер потенциально может являться причиной образования динамически устойчивых аэрозольных слоев в средней атмосфере на высотах, соответствующих смене знака скорости усредненного ветра с положительного на отрицательный (при этом действие силы тяжести не сможет вывести частицы из этой зоны). Для ФПЧ на рис.11 мы не обнаруживаем такой устойчивой закономерности, причем для экватора и северного полюса вообще нет областей смены направления ветра с восходящего на нисходящий. По всей видимости, ФПЧ не проявляют склонности к образованию стратифицированных слоев, для них характерно увлечение вверх, в среднюю и верхнюю стратосферу. Отметим, что такое поведение характерно для ФПЧ с большим числом сферул в агрегате (порядка 10^3), большим седиментационным радиусом R_s (около 1 мкм) и очень малой эффективной плотностью (5-10 кг/м³). Для более компактных ФПЧ наблюдаются характеристики, приближающиеся к характеристикам для сферических частиц.

Наличие сажевых ФПЧ в верхней тропосфере, нижней и средней стратосфере на сегодняшний день достаточно хорошо подтверждено инструментально [5-6].

Источниками таких частиц являются как процессы сжигания биомассы и органических топлив на поверхности Земли, так и эмиссия сажевых частиц от авиадвигателей. Вследствие особенностей стратосферной циркуляции, сажевые частицы могут вовлекаться в долговременные и крупномасштабные процессы переноса, оказывая заметное радиационное возмущающее воздействие. Одним из неясных и дискутируемых вопросов является вопрос о механизмах вертикального переноса таких частиц на достаточно большие высоты. Вероятно, одним из самых эффективных механизмов такого рода может являться действие вертикального ветра с его характерными высотными особенностями.

Для оценки характеристик высотного распределения ФПЧ сажи в стратосфере возможно предложить следующую методику: отталкиваясь от достоверных данных о структурных и теплофизических характеристиках ФПЧ сажи требуемых типов, ввести в рассмотрение эквивалентные сферические частицы с седиментационным радиусом R_s по вышеописанной схеме и оценить высоты, на которых сила ветрового увлечения частиц будет уравниваться действием силы тяжести (т.е. рассмотреть высоты возможной левитации частиц сажи). Отсутствие высот левитации в подобных расчетах может свидетельствовать об объемном распределении частиц сажи в стратосфере без образования сколь-нибудь выраженных аэрозольных слоев.

В [22] была сформулирована задача о действии постоянного источника монодисперсных частиц на некоторой высоте z_0 в стратосфере, при этом полный поток частиц полагается постоянным на любой высоте z (отсутствуют источники и стоки частиц). Действие силы тяжести и турбулентной диффузии по-разному изменяют высотный профиль концентрации частиц, причем его отыскание – основная цель решения задачи. В диссертации эта модельная задача также принята за основу анализа, но при этом учитывается действие нового фактора – вертикального ветра. Представлен анализ данной проблемы при последовательном включении в рассмотрение процессов гравитационной седиментации, диффузии частиц и действия усредненного вертикального ветра с постоянным источником частиц вблизи стратопauses.

На рис.12 представлены высотные зависимости величины относительной концентрации частиц единичной плотности и различных размеров. Использованы данные для зонально-усредненной вертикальной компоненты ветра для 60° с.ш. за 2005 г. Видно, что достаточно крупные частицы (начиная с $R_p = 2,5$ мкм) слабо подвержены действию вертикальной составляющей ветра, для них основными механизмами изменения относительной концентрации являются сила тяжести и турбулентная диффузия. Можно предположить, что влияние последнего фактора для таких крупных частиц на рис.12 несколько преувеличено, так как в расчетах частицы единообразно трактовались как пассивная примесь. Для частиц с размерами менее 2,5 мкм (на рисунке это частицы с $R_p = 0,01 + 1,0$ мкм) величина относительной концентрации преимущественно контролируется действием вертикальной компоненты ветра, хотя учет турбулентной диффузии количественно сильно (в разы) изменяет величину $n(z)/n(z_0)$. Для таких частиц вновь характерны острые пики (точки разрыва на определенных высотах). Анализ высот смены знака полной скорости движения частиц для данного профиля ветра позволяет утверждать, что положение пиков на данном рисунке может характеризовать возможность образования реальных аэрозольных слоев на высотах 15-20 км.

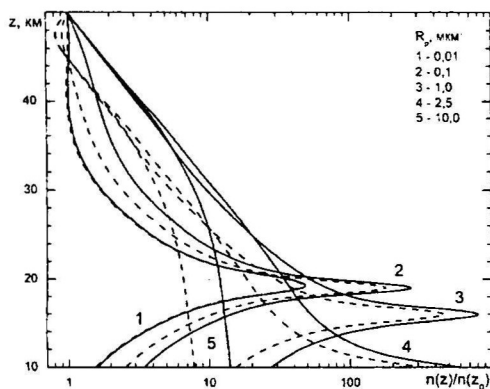


Рис.12. Изменение относительной концентрации частиц единичной плотности различных размеров с высотой в стратосфере при учете гравитации, диффузии частиц и действия вертикальной компоненты ветра (сплошные линии); то же, но без учета диффузии (пунктир). Данные для ветра – зональное усреднение для 60° с.ш., 2005 г.

Очевидно, что при наличии в усредненных высотных профилях областей восходящего ветра возможно уравнивание указанных сил, что означает левитацию частиц определенных размеров и плотности на характерных высотах. Подобный подход (идея механического равновесия частиц под действием определяющих сил без учета диффузионных процессов) использовался ранее при анализе фотофоретического движения частиц в атмосфере [11]. На рис.13 представлены высоты левитации частиц различной плотности и размеров для двух широт северного полушария. Использовались данные для зонально-усредненного вертикального ветра за 2005 г., точность определения высот левитации оценивается в ± 100 м. Обрыв линии означает отсутствие равенства сил и невозможность левитации. Видно, что для приполярных широт (75° с.ш.) возможные высоты левитации покрывают практически всю среднюю и верхнюю стратосферу, что обусловлено характером высотного профиля вертикального ветра. Чем меньше плотность частиц при их фиксированных размерах, тем выше высоты равновесия. Но даже для частиц с плотностью 2 г/см^3 возможна их левитация в стратосфере при условии $R_p \leq 1,5 \text{ мкм}$. Несомненно, что для субмикронных частиц дополнительную роль в левитации будет играть и турбулентная диффузия. Для условий 60° с.ш. видно другое семейство кривых, расположенных гораздо ниже. Характерно, что для частиц с $R_p \approx 0,1 + 0,2 \text{ мкм}$ наблюдается плато вблизи высот около 20 км. Хотя данная методика не позволяет полностью охарактеризовать свойства стратифицированных слоев частиц в стратосфере и оценить их толщину, несомненна корреляция с месторасположением слоя Юнге и полярных стратосферных облаков на характерных высотах.

Принципиальным является сопоставление результатов модельных расчетов с существующими наблюдательными данными, подтверждающими стратификацию стратосферного аэрозоля. Последние исследования стратосферного аэрозоля показывают, что его структура, отнюдь не сводится к хорошо известному слою Юнге [23]. Частицы различных типов не перемешаны между собой, а собраны в различные аэрозольные образования такие, как слой Юнге, сажевый аэрозоль и полярные стратосферные облака. Эти образования должны каким-то образом стабилизироваться в пространстве. Ключевую роль в этом процессе может играть вертикальный ветер. На рис.13 представлены данные, подтверждающие такое стабилизирующее действие, а именно высоты левитации. На график также нанесены области, соответствующие

наиболее характерным аэрозольным образованиям по данным различных авторов. Можно отметить, что данные для сажевого аэрозоля, полярных стратосферных облаков и сульфатного слоя Юнге хорошо соответствуют возможным высотам локализации стратосферного аэрозоля под действием вертикального ветра.

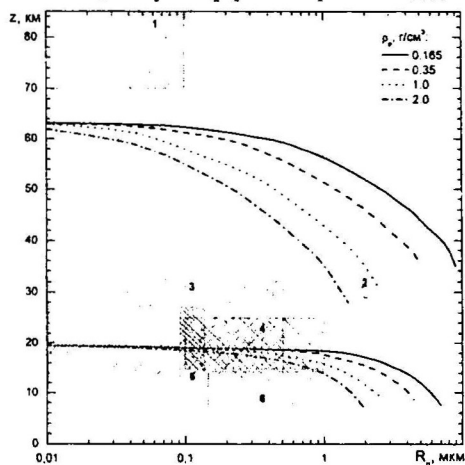


Рис.13. Высоты левитации частиц различной плотности и размеров под действием силы тяжести и зонально-усредненного вертикального ветра для 2005 г.: сверху – 75° с.ш., внизу – 60° с.ш. Также отмечены области, соответствующие известным аэрозольным образованиям в мезосфере и стратосфере: 1 – полярные мезосферные облака; 2, 4 – полярные стратосферные облака; 3 – слой Юнге; 5 – сажевый аэрозоль; 6 – сажевый аэрозоль.

ОСНОВНЫЕ ВЫВООДЫ

1. Климатологический анализ поля вертикального ветра в стратосфере на синоптическом и глобальном временном масштабе позволил выявить основные закономерности его высотно-широтного распределения и сформировать уникальную базу данных, не имеющую известных аналогов.
2. Ветровое воздействие является основным механизмом вертикального перемещения атмосферных аэрозолей вплоть до высот 30÷40 км, выше которых начинает преобладать их гравитационное оседание.
3. Сопоставление действия различных механизмов вертикального переноса частиц показало, что ветровое воздействие эффективнее их фотофоретического переноса, а проявления турбулентной диффузии по транспортной эффективности не превышают возможностей вертикального ветра.
4. Сопоставление скоростей вертикального движения фрактало-подобных и эквивалентных им по массе сферических частиц сажи как в стационарной стратосфере, так и при учете ветрового воздействия показало существенное различие в характеристиках движения и высотном распределении данных частиц.
5. Вертикальный ветер может являться причиной образования динамически устойчивых аэрозольных образований в стратосфере на высотах, соответствующих смене направления ветра с восходящего на нисходящий. Данный вывод находит подтверждение в известных наблюдательных данных.
6. Обосновывается эффективность методики оценок характеристик вертикального переноса аэрозолей в стратосфере, заключающейся в расширении набора характеристик в моделях стандартных атмосфер путем включения в него статистически усредненного поля ветра.

ЦИТИРУЕМАЯ ЛИТЕРАТУРА

1. Ивлев Л.С. Аэрозольное воздействие на климатические процессы // Оптика атмосферы и океана. 2011. Т. 24. N 5. С. 392-410.
2. Hansen J., Sato M., Ruedy R. et al. Global warming in the twenty-first century: an alternative scenario // Proc. Nat. Acad. Sci. USA. 2000. V. 97. P. 9875-9880.
3. Ban-Weiss G.A., Cao L., Bala G., Caldeira K. Dependence of climate forcing and response on the altitude of black carbon aerosols // Clim. Dyn. 2011. doi: 10.1007/s00382-011-1052-y.
4. Koch D., Hansen J. Distant origins of Arctic black carbon: A Goddard Institute for Space Studies ModelE experiment // J. Geophys. Res. 2005. V. 110. N D04204. doi: 10.1029/2004JD005296.
5. Pueshel R.F., Boering K.A., Verma S. et al. Soot aerosol in the lower stratosphere: pole-to-pole variability and contribution by aircraft // J. Geophys. Res. 1997. V. 102. N D11. P. 13,113-13,118.
6. Baumgardner D., Kok G., Raga G. Warming of the Arctic lower stratosphere by light absorbing particles // Geophys. Res. Lett. 2004. V. 31, L06117, doi: 10.1029/2003GL018883.
7. Израэль Ю.А., Рябошапко А.Г., Петров Н.Н. Сравнительный анализ геонинженерных способов стабилизации климата // Метеорология и гидрология. 2009. N 6. С. 5-24.
8. Swinbank R., O'Neill A. A stratosphere-troposphere data assimilation system // Mon. Weather Rev. 1994. V. 122. P. 686-702.
9. Williams M.M.R., Loyalka S.K. Aerosol science; theory and practice: with special applications to the nuclear industry. Oxford: Pergamon Press; 1991. 446 p.
10. Beresnev S.A., Chernyak V.G., Fomyagin G.A. Motion of a spherical particle in a rarefied gas. Part 2. Drag and thermal polarization // J. Fluid Mech. 1990. V. 219. P. 405-421.
11. Кочнева Л.Б. Микрофизические оптические характеристики и фотофорез атмосферных аэрозолей. Дисс....к.ф.м.-н. по специальности 01.04.14 – «Теплофизика и теоретическая теплотехника», Екатеринбург, УрГУ. 2007. 130 с.
12. Colbeck I., Hardman E.J., Harrison R.M. Optical and dynamical properties of fractal clusters of carbonaceous smoke // J. Aerosol Sci. 1989. V. 20. N 5. P. 765-774.
13. Cai J., Sorensen C.M. Diffusion of fractal aggregates in the free molecular regime // J. Phys. Rev. E. 1994. V. 50. N 5. P. 3397-3400.
14. Holton J.R. An introduction to dynamic meteorology. 3rd ed. N.Y.: Academic Press, 1992. 511 p.
15. Liley J.B. Analytic solution of a one-dimensional equation for aerosol and gas dispersion in the stratosphere // J. Atmos. Sci. 1995. V. 52. N 18. P. 3283-3288.
16. Хромов С.П., Петросянц М.А. Метеорология и климатология. 5-е изд. М.: Изд-во МГУ, 2001. 528 с.
17. Holton J.R., Haynes P.H., McIntyre E.M. et al. Stratosphere-troposphere exchange // Rev. Geophys. 1995. V. 33. P. 403-439.
18. Hamill P., Jensen E.J., Russell P.B., Bauman J.J. The life cycle of stratospheric aerosol particles // Bull. Am. Meteor. Soc. 1997. V. 78. N 7. P. 1395-1410.
19. Justus C.G., Johnson D.L. The NASA/MSFC Global Reference Atmospheric Model-1999 (GRAM-99). NASA/TM-1999-209630, 1999. 89 p.
20. Kalnay E., Kanamitsu M., Kistler R. et al. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project // Bull. Amer. Meteor. Soc. 1996. V. 77. N 3. P. 437-471.

21. Huaman M.M., Balsley B.B. Long-term average vertical motions observed by VHF wind profilers: the effect of slight antenna-pointing inaccuracies // J. Atmos. Oceanic Technol. 1996. V. 13. P. 560-569.
22. Whitten R.C., Toon O.B., Turco R.P. The stratospheric sulfate aerosol layer: process, models, observations, and simulations // Pure Appl. Geophys. 1980. V. 118. N 1. P. 86-127.
23. Renard J.-B., Brogniez C., Berthet G. et al. Vertical distribution of the different types of aerosols in the stratosphere: Detection of solid particles and analysis of their spatial variability // J. Geophys. Res. 2008. V. 113. D21303. doi:10.1029/2008JD010150.

СПИСОК ПУБЛИКАЦИЙ ПО ТЕМЕ ДИССЕРТАЦИИ

Статьи, опубликованные в ведущих рецензируемых научных журналах, определенных ВАК:

1. Береснев С.А., Грязин В.И. Вертикальный ветровой перенос аэрозолей в стратосфере // Оптика атмосферы и океана. 2007. Т. 20. N 6. С. 537-543.
2. Береснев С.А., Грязин В.И., Грибанов К.Г. Климатология вертикального ветра в средней атмосфере // Оптика атмосферы и океана. 2008. Т. 21. N 6. С. 516-522.
3. Грязин В.И., Береснев С.А. Об учете усредненной вертикальной компоненты ветра в задачах переноса стратосферного аэрозоля // Оптика атмосферы и океана. 2010. Т. 23. N 2. С. 85-91.
4. Gryazin V.I., Beresnev S.A. Influence of vertical wind on stratospheric aerosol transport // Meteorology and Atmospheric Physics. 2011. V. 110. N 3-4. P. 151-162. doi: 10.1007/s00703-010-0114-8.
5. Грязин В.И., Береснев С.А. О вертикальном движении фрактало-подобных частиц в атмосфере // Оптика атмосферы и океана. 2011. Т. 24. N 6. С. 506-509.

Статьи в трудах и материалах конференций:

1. Береснев С.А., Ковалев Ф.Д., Кочнева Л.Б., Грязин В.И. О роли фотофореза в вертикальном переносе аэрозолей в верхней тропосфере – нижней стратосфере. В кн.: Естественные и антропогенные аэрозоли. Сборник трудов 4-ой межд. конф. (Санкт-Петербург, 6-9 октября 2003 г.). СПб.: ВВМ, 2005. С. 370-383 (ISBN 5-9651-0165-1).
2. Beresnev S.A., Kochneva L.B., Gryazin V.I., Gribanov K.G. Vertical transport of absorbing aerosol in radiation field at the middle atmosphere altitudes. In: Twelfth Joint International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics/Atmospheric Physics (Ed. G.A. Zherebtsov and G.G. Matvienko). Proceedings of SPIE, 2006. V. 6160. P. 797-807 (ISBN 0-8194-6212-8).
3. Грязин В.И., Береснев С.А. Климатология усредненного вертикального ветра в средней атмосфере. В кн.: Международный симпозиум «Физика атмосферы: наука и образование» (С. Петербург-Петродворец, 11-13 сентября 2007). Сб. тезисов. СПб.: СПбГУ. С. 210-213.
4. Gryazin V.I., Beresnev S.A. Transport of stratospheric aerosols in the field of averaged vertical wind // Chemical Engineering Transactions. 2008. V. 16. P. 329-336.
5. Beresnev S.A., Gryazin V.I., Kochneva L.B. Vertical aerosol transport in the middle atmosphere // Chemical Engineering Transactions. 2008. V. 16. P. 337-344.
6. Береснев С.А., Грязин В.И., Грибанов К.Г. Анализ характеристик вертикального ветра в стратосфере // Метеорология и гидрология. 2009. N 11. С. 37-47.
7. Береснев С.А., Грязин В.И. Физика атмосферных аэрозолей. Екатеринбург: Изд-во Урал. ун-та, 2008. 232 с.

102

Подписано в печать 08.09.2011г. Формат 60×84 1/16
Бумага офсетная. Усл. печ. л. 1,16
Тираж 100 экз. Заказ № 292.

Отпечатано в типографии ИПЦ УрФУ
620000, Екатеринбург, ул. Тургенева, 4